



# **Universidad Nacional Mayor de San Marcos**

**Universidad del Perú. Decana de América**

**Facultad de Ciencias Físicas**

**Escuela Profesional de Física**

## **Estudio de aerosoles atmosféricos usando fotometría solar**

### **TRABAJO DE INVESTIGACIÓN**

**Para optar el Grado Académico de Bachiller en Física**

#### **AUTOR**

**Thonny Ericson MOTA PEÑA**

#### **ASESOR**

**Octavio FASHÉ RAYMUNDO**

**Lima, Perú**

**2021**



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

## Referencia bibliográfica

---

Mota, T. (2021). *Estudio de aerosoles atmosféricos usando fotometría solar*. [Trabajo de investigación de bachiller, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Escuela Profesional de Física]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

---

## Hoja de metadatos complementarios

Código ORCID del autor	<a href="https://orcid.org/0000-0001-7599-4597">https://orcid.org/0000-0001-7599-4597</a>
DNI o pasaporte del autor	76406994
Código ORCID del asesor	<a href="https://orcid.org/0000-0002-6743-7800">https://orcid.org/0000-0002-6743-7800</a>
DNI o pasaporte del asesor	10351868
Grupo de investigación	Grupo de Investigación en Ciencias de la Tierra, Clima y Medio Ambiente
Agencia financiadora	<p>País: Perú</p> <p>Nombre y siglas de la agencia financiadora: Vicerrectorado de Investigación y Posgrado, UNMSM.</p> <p>Nombre del programa financiero: Programa de Promoción de Trabajo de Investigación para optar el grado Académico de Bachiller 2020.</p> <p>Número de contrato: B20130180a</p>
Ubicación geográfica donde se desarrolló la investigación	<p>Lugar: Cercado de Lima 15081, Ciudad Universitaria de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos.</p> <p>Coordenadas geográficas: 12°03 30 S 77°05 00 O</p>
Año o rango de años en que se realizó la investigación	2020-2021
Disciplinas OCDE	<p>Meteorología y Ciencias Atmosféricas</p> <p><a href="https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.09">https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.09</a></p>



**Universidad Nacional Mayor de San Marcos**  
Universidad del Perú. Decana de América

## **FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS**

### **ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA**

#### **ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TRABAJO DE INVESTIGACIÓN PARA OPTAR EL GRADO ACADÉMICO DE BACHILLER EN FÍSICA**

Siendo las 16:00 horas del jueves 22 de abril del 2021, en la Sala de Sesión Virtual de la Facultad de Ciencias Físicas, bajo la Presidencia del Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe, el Lic. José Carlos Eche Llenque (Miembro) y el Mg. Octavio Fashé Raymundo (Asesor), se dio inicio a la Sesión Pública de Sustentación de Trabajo de Investigación para optar el Grado Académico de Bachiller en Física, del egresado:

#### **Thonny Ericson Mota Peña**

El Presidente del Jurado en primer lugar dio lectura al documento formal que designa al Jurado y aprueba el acto de sustentación del Trabajo de Investigación, así como el Resumen del Expediente e invitó al citado egresado a realizar la presentación y exposición de su Trabajo de Investigación:

#### **“Estudio de aerosoles atmosféricos usando fotometría solar”**

Concluida la exposición del candidato y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente del Jurado con el apoyo de la Unidad de Informática, invitó al egresado y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión Virtual, para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

Al término de la deliberación del Jurado el Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe invitó al candidato y al público en general a pasar a la Sala de Sesión Virtual, para dar lectura al Acta de Calificación, en cuyo contenido se ha registrado la nota obtenida por el egresado, la misma que ha sido de:

18	dieciocho	Aprobación honrosa
.....	.....	.....
(NÚMERO)	(LETRAS)	(MENCIÓN)

Habiendo concluido la Sustentación del Trabajo de Investigación, el Presidente del Jurado, remitirá el Acta al Vicedecano Académico de la Facultad de Ciencias Físicas, quien la suscribirá dando fe de la realización del acto virtual de manera remota.

El Acta de Calificación será remitida al Director de la Escuela Profesional de Física quien a su vez solicitará la aprobación del Consejo de Facultad para el otorgamiento del Grado Académico de Bachiller en Física al egresado Thonny Ericson Mota Peña.



**Universidad Nacional Mayor de San Marcos**  
Universidad del Perú. Decana de América

**FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS**  
**ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA**

Siendo las 17:00 horas, se dio por concluido el acto académico, expidiéndose tres (03) Actas originales de la Sustentación del Trabajo de Investigación.

Ciudad Universitaria, 22 de abril de 2021.

**Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe**  
PRESIDENTE

**Lic. José Carlos Eche Llenque**  
MIEMBRO

**Mg. Octavio Fashé Raymundo**  
ASESOR



**UNMSM**

Firmado digitalmente por ROJAS  
ACUNA Joel FAU 20148092282 soft  
Motivo: Soy el autor del documento  
Fecha: 30.04.2021 12:11:13 -05:00

**Dr. Joel Rojas Acuña**  
VICEDECANO ACADÉMICO - FCF

**Datos de la plataforma virtual institucional del acto de sustentación:**

**Enlace:**

<https://zoom.us/j/94133884875?pwd=ZEk0Mjh4R29NSGtIMHdOVEpvVTISdz09>

ID de reunión: 941 3388 4875

Código de acceso: 231192

Grabación archivada en: <https://fb.watch/59uhSNffvG/>

## DEDICATORIA

*Este trabajo esta dedicado de manera muy especial a mi hermano Freyssi Mota Peña por ser mi guía y motivación en mi vida profesional, que sentó en mí las bases del diseño, innovación y creatividad, y a mí hermano Darry Mota Peña por sentar las bases de la responsabilidad, puntualidad y superación en mí.*

*Gracias Dios por concederme a los mejores hermanos.*

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco primeramente a mis Padres, a mis hermanos Freyssi Mota y Darry Mota por darme todo su apoyo incondicional en este proyecto y también al Mg. Octavio Fashé por guiarme en todo momento en el desarrollo de este trabajo de investigación.



# Índice general

<b>Dedicatoria</b>	<b>I</b>
<b>Agradecimientos</b>	<b>II</b>
<b>Índice general</b>	<b>III</b>
<b>Resumen</b>	<b>IV</b>
<b>Abstract</b>	<b>V</b>
<b>Abreviaturas</b>	<b>VI</b>
<b>Índice de figuras</b>	<b>VII</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Antecedentes . . . . .	3
<b>2. Objetivos</b>	<b>5</b>
2.1. Objetivo General . . . . .	5
2.2. Objetivo Especifico . . . . .	5
<b>3. Fundamento teórico</b>	<b>6</b>
3.1. Radiación solar . . . . .	6
3.2. Conceptos de dispersión y absorción . . . . .	7
3.3. Dispersión de Rayleigh . . . . .	10
3.4. Scattering de Mie . . . . .	13
3.5. La ecuación de transferencia radiativa . . . . .	15

3.6. Ley de Beer – Bouguer – Lambert . . . . .	17
<b>4. Aerosoles</b>	<b>19</b>
4.1. Introducción . . . . .	19
4.2. Fuentes de las partículas suspendidas en la atmósfera . . . . .	22
4.2.1. Fuente extraterrestres . . . . .	22
4.2.2. Fuentes marinas . . . . .	23
4.2.3. Fuente mineral . . . . .	23
4.2.4. Fuente por conversión de gas a partículas (gtp) . . . . .	23
4.2.5. Fuente volcánica . . . . .	23
4.2.6. Fuente biológica . . . . .	24
4.2.7. Fuente antrópica . . . . .	24
4.3. Propiedades ópticas de los aerosoles . . . . .	25
4.3.1. Espesor óptico de los aerosoles . . . . .	25
4.3.2. Coeficiente de Angstrom . . . . .	26
4.3.3. Relación entre los parametros del AOT y el coeficiente de Angstrom . . . . .	27
4.4. Propiedades físicas de las partículas atmosféricas . . . . .	28
4.4.1. Distribución global y vertical . . . . .	28
<b>5. Fotometría Solar</b>	<b>30</b>
<b>6. Conclusiones</b>	<b>33</b>
<b>7. Recomendaciones</b>	<b>34</b>
<b>Referencias</b>	<b>37</b>

# RESUMEN

La finalidad de este trabajo es recopilar información sobre el estudio de los diferentes aerosoles atmosféricos aplicando la fotometría solar, incluyendo sus fundamentos físicos teóricos y aplicados, los diferentes niveles de adquisición de datos de la página web de AERONET-NASA, así como los estudios realizados en el territorio peruano. En esta investigación de carácter descriptivo, se tomará en cuenta el único fotómetro solar CIMEL en el territorio peruano, ubicado en la ciudad de Huancayo-Perú, a cargo del Instituto Geofísico del Perú.

La fotometría solar nos permite estudiar con precisión la irradiación del sol, así como la radiación proveniente del suelo y del cielo, atenuada por las partículas suspendidas en la atmósfera. Dichas variables nos permiten cuantificar y caracterizar las propiedades ópticas y físicas del material particulado(aerosoles). La importancia del estudio de los aerosoles atmosféricos radica en que estas partículas pueden terminar afectando gravemente el clima, agricultura, salud humana, etc.

El presente trabajo de investigación se desarrollo para la obtención del bachillerato, donde se estableció las leyes y principios físicos aplicados en la fotometría solar para el estudio de los aerosoles, con la finalidad de aplicarlos en el futuro en la construcción y diseño de un fotómetro solar accesible al publico.

**Palabras claves:** Fotometría, Aerosoles, Radiación solar, Espesor Óptico de Aerosoles y Exponente de Angstrom.

# ABSTRACT

The purpose of this work is to collect information on the study of different atmospheric aerosols applying solar photometry, including their theoretical and applied physical foundations, the different levels of data acquisition from the AERONET - NASA website, as well as studies carried out in Peruvian territory. This descriptive research will take into account the only CIMEL solar photometer in Peruvian territory, located in the city of Huancayo, Peru, managed by the Geophysical Institute of Peru.

Solar photometry allows us to accurately study irradiation from the sun, as well as radiation from the ground and sky, attenuated by particles suspended in the atmosphere. These variables allow us to quantify and characterize the optical and physical properties of particulate material (aerosols). The importance of the study of atmospheric aerosols lies in the fact that these particles can seriously affect the climate, agriculture, human health, etc.

The present research work was developed to obtain the baccalaureate, where the laws and physical principles applied in solar photometry for the study of aerosols were established, in order to apply them in the future in the construction and design of a publicly accessible solar photometer.

**Keywords:** Photometry, Aerosols, Solar Radiation, Optical Thickness of Aerosols and Exponent of Angstrom.

# ABREVIATURAS

**AERONET** : Aerosol Robotic Network.

**AOT** : Optical thickness of aerosols.

**BBL**: Beer - Bouguer - Lambert.

**GTP**: Conversión de gas a partículas.

**IGP**: Instituto Geofísico del Perú.

**NASA** : National Aeronautics and Space Administration.

**NCAR**: National Centre for Atmospheric Research.

**MODIS**: Moderate - Resolution Imaging Spectroradiometer.

**PM**: Particulate Matter.

**TOMS**: Total Ozone Mapping Spectrometer.

# Índice de figuras

3.1. El espectro electromagnético de longitud de onda ( $\mu\text{m}$ ), frecuencia (GHz) y número de onda en $\text{cm}^{-1}$ (Liou,2002). . . . .	8
3.2. Radiación incidente siendo dispersada(scattering) por un obstáculo (Bohren & Huffman, 1983). . . . .	9
3.3. Tipos de dispersión(scattering) dependiente de parámetro de tamaño.Tomada de (Vargas, 2009). . . . .	10
3.4. Un campo eléctrico homogéneo esta siendo aplicado sobre la partícula ocasionando que se formen dipolos en su interior y con este se modificara el campo de la partícula (Liou, 2002). . . . .	11
3.5. Esquema de la dispersión causada por un dipolo (Liou,2002). . . . .	12
3.6. Atenuación de la intensidad de radiación incidente en un medio de extinción (Vargas,2009). . . . .	16
4.1. Imágenes de material particulado o aerosoles. A) sulfato de amonio, B) agregado de carbón en forma de cadenas de carbón (Jacobson & Jacobson, 2002). . . . .	20
4.2. Esquema de procesos y distribución de tamaño que afectan a aerosoles atmosféricos.Tomado de Escribano (2012). Original de Whitby y Cantrell (1976). . . . .	21
4.3. Rango del diámetro de partículas atmosféricas y su nivel de importancia (Díaz, 1999). . . . .	22
4.4. Tipos de partículas generadas por las diferentes fuentes de aerosoles (Vargas,2009). . . . .	24
4.5. Valores del AOT de 550 micrómetros y del coeficiente de Angstrom, para cada tipo de aerosol (Vargas, 2009). . . . .	27

4.6. Relación entre AOT y el coeficiente de Angstrom de los 8 tipos de aerosoles (Vargas, 2009). . . . .	28
4.7. Tabla de diferentes tipos de localizaciones con numero de partículas por centí- metro cubico (Díaz,1999). . . . .	28
5.1. Esquema de materiales y componentes electrónicos que se utiliza para un fotó- metro solar con medición de radiación solar directa (Papandrea y col., 2015). .	31

# Capítulo 1

## Introducción

En el presente trabajo de investigación se planteará los fundamentos físicos teóricos que se utilizan en la fotometría solar para el estudio del material particulado( conocido también como partículas suspendidas en la atmósfera o aerosoles atmosféricos), teniendo como hipótesis de investigación que la física de los aerosoles atmosféricos, puede ser comprendida utilizando los conceptos físicos de dispersión y con finalidad de poder entender mucho mejor a los aerosoles, y poder mejorar el estudio de este fenómeno atmosférico en nuestro país.

La importancia del estudio de los aerosoles atmosféricos radica en que estas partículas pueden traer consigo un enfriamiento en el clima, lo cual, en casos extremos, como las erupciones volcánicas, hace que la temperatura baje drásticamente en el área afectada, dañando gravemente la producción agrícola y la salud de los seres humanos. Esto se debe a que cuando las partículas de aerosoles se encuentran suspendidas en la atmósfera y entran en contacto con la radiación solar, estas partículas absorben y dispersan la radiación incidente. Dependiendo del tipo de aerosoles, tienen diferentes niveles absorción y dispersión a diferentes longitudes de onda.

El tema a tratar se escogió por diversas motivaciones sociales, académicas y personales, de las cuales, la principal motivación social que tengo es poder informar sobre estas partículas suspendidas en la atmósfera y el daño que causa en nuestra sociedad, y así, poder tomar medidas ante este fenómeno atmosférico(los aerosoles más comunes que perjudican la salud de los humanos, están clasificados como partículas suspendidas o material particulado menores a 2.5 micras - PM2.5) que día a día causa problema respiratorios en la salud de nuestra población, la motivación académica más resalten es poder plantear una base sólida respecto a los



conocimientos físicos teóricos que se necesitan para el estudio de los aerosoles y en un futuro pronto que los estudiantes se dediquen a esta área de investigación que es de suma importancia en nuestro país ya que poseemos todos los tipos de aerosoles de las diferentes fuentes provenientes y mi motivación personal es poder desarrollar un fotómetro solar de bajo costo que se pueda replicar y así, poder ubicar los fotómetros solares en diferentes posiciones estratégicas del Perú para medir los diferentes tipos de aerosoles y como se desplazan con las corrientes de aire.

Se utilizo una metodología de investigación descriptiva con la finalidad de poder recopilar la mayor cantidad de información sobre la dispersión, aerosoles atmosféricos, fotometría solar, etc.

Se dio inicio a la investigación con la revisión de diferentes referencias bibliográficas y después se procedio a plantear los siguientes capitulos:

En el Capítulo 3, se plantío un resumen de la radiación solar y sus diferentes longitudes de onda, después se describió los conceptos de dispersión y absorción, donde se observara en la figura 3.1 el espectro electromagnético y sus diferentes regiones, también se mencionara una variable llamada parámetro de tamaño ( $X$ ) que será se suma importancia para el estudio de los aerosoles, seguidamente se explico conceptos físico teórico de la dispersión de Rayleigh y Mie, siendo estas las dos principales dispersiones para entender las partículas con un parámetro de tamaño menor a 50 ( $X < 50$ ), posteriormente se describe la ecuación de transferencia radiativa que nos terminara llevando finalmente a la ley mas importante de toda esta investigación, que tiene como nombre la Ley de Beer–Bouguer–Lambert (Ley BBL), siendo esta una ley que nos ayuda a entender como los aerosoles atenúan la radiación solar que llega a nuestra atmósfera, la ecuación de la Ley BBL nos permitirá por calcular una variable con nombre espesor óptico de aerosoles que nos informara sobre la atenuación de hacer las partículas suspendidas en la atmósfera en una región.

En el Capítulo 4, se definió que son los aerosoles atmosféricos, las fuentes de donde provienen y como estos aerosoles están clasificados por su origen (naturales y antropogénicos). Los aerosoles naturales son material particulado de origen o fuente natural. Entre ellos tenemos las partículas de los volcanes, pantanos, incendios forestales, mares, desierto, etc. Los aerosoles antropogénicos son material particulado generado por efecto o influencia humana. Entre ellos tenemos los gases emitidos por autos, fabricas, partículas producidas por el desgaste de las

carreteras, incendios, quema de basura, etc. Después se planteó las propiedades ópticas y físicas de los aerosoles, entre los cuales estarán el espesor óptico de aerosoles, coeficiente de Angstrom, parámetro de tamaño, relación del coeficiente de Angstrom y espesor óptico de aerosoles (AOT), distribución global y vertical.

En el Capítulo 5, se explica como se usan las mediciones diarias obtenidas por el fotómetro solar, con las cuales se puede calcular el espesor óptico de las partículas suspendidas de la atmósfera y el coeficiente de Angstrom en diferentes longitudes de onda, dándonos información valiosa sobre los niveles de contaminación y particulado de diferentes gases presentes en la atmósfera y como estas van evolucionando en el tiempo. También se describió brevemente como estos conocimientos físicos son aplicados en la instrumentación científica, logrando el desarrollo de los fotómetros solares que hoy en día se tiene y son de suma importancia ya que miden con mayor precisión que los satélites que orbitan nuestro planeta.

## 1.1. Antecedentes

Respecto del estudio de aerosoles en Perú, son pioneros las investigaciones con datos MODIS los trabajos de Suárez y col. (2006) y N. Rojas (2014).

Suárez y col. (2006) estudia la variabilidad estacional del ozono troposférico y los aerosoles en Perú en relación a la quema de vegetación en la Amazonía peruana, con dicho propósito en mente utiliza datos de satélite TOMS y MODIS con los que evalúa y cuantifica la variación estacional y concluyendo que durante el periodo seco (agosto a noviembre) alcanza valores máximos con influencia de transporte de contaminantes desde la región amazónica de Brasil.

Por su parte N. Rojas (2014) estudia la dinámica del espesor óptico de los aerosoles usando datos MODIS en el periodo 2000 a 2012. Rojas establece que el aumento de la concentración de aerosoles se debe a la detección de focos de incendios forestales en Brasil y Bolivia en la temporada seca, debiéndose principalmente a la quema intensiva por parte de los agricultores en la región amazónica, Rojas al final termina recomendando la implementación de un fotómetro solar en el Perú y así realizar validaciones a los datos del MODIS.

Asimismo, está bien establecido que el transporte de aerosoles atmosféricos se produce bajo la influencia de la dirección de los vientos y de otras variables meteorológicas y cumple

un papel importante en el forzamiento radiativo (Piñas, 2015). Moya y col. (2017) utiliza el modelo numérico de química atmosférica (WRF-CHEM) para establecer la presencia de partículas PM10 en Perú, debidas principalmente a la quema de biomasa. Para ello hace uso de datos NCAR de incendios y determinó un incremento progresivo de focos de incendios en la región. Finalmente recomienda establecer una red de monitoreo de partículas (PM10) en Perú, principalmente en las regiones del centro y norte.

Finalmente, Estevan y col. (2019) muestran dos años y medio de mediciones de aerosoles con el fotómetro solar CIMEL CE-318T, el cual fue desarrollado por la National Aeronautics and Space Administration(NASA), el fotómetro solar se encuentra ubicado en el Observatorio de Huancayo del IGP, dicho instrumento científico es parte del laboratorio LAMAR y en la actualidad se encuentra incluido en la red AERONET (2020). La data colectada desde marzo de 2015 hasta agosto de 2017 muestra que los periodos de quema de biomasa se producen cada año entre mediados del mes de julio hasta mediados de octubre (revelando que septiembre es el mes con mayor valor de AOT), permitiendo la clasificación de 6 subtipos de aerosoles.

# Capítulo 2

## Objetivos

### 2.1. Objetivo General

Recopilar los conocimientos y principios físicos que se utilizan para el estudio de los aerosoles y la fotometría solar.

### 2.2. Objetivo Especifico

- Organizar de manera sistemática la información bibliográfica respecto a la física de dispersión, espesor óptico y transferencia radiativa, asociada a los aerosoles atmosféricos.
- Analizar trabajos de investigación realizados sobre Perú relacionados a aerosoles atmosféricos.
- Explicar brevemente como funciona un fotómetro solar.

# Capítulo 3

## Fundamento teórico

En este capítulo nos centraremos como la radiación solar que llega al planeta tierra interactúa con la atmósfera y los aerosoles atmosféricos, basándonos como referencias en el libro de Liou (2002), de donde nos guiaremos para hacer el planteamiento teórico y matemático de la dispersión (scattering) y absorción. Iniciaremos con la descripción de los conceptos de dispersión y absorción, después explicaremos la teórica y matemática de los tipos de dispersión de Rayleigh y Mie actuando con la atmósfera, partículas y aerosoles, por últimos explicaremos sobre la teoría de transferencia radiativa.

### 3.1. Radiación solar

La energía emitida por el sol es denominada radiación solar, esta se propaga en el espacio mediante ondas electromagnéticas en todas las direcciones.

El Sol al emitir energía en forma de radiación esta se dispersa en todas las direcciones, una pequeña parte de toda esta radiación emitida por el sol termina llegando al planeta tierra, la cual al momento de entrar a la atmósfera se ve afecta por diferentes procesos, tales como la difusión, reflexión en la nubes, absorción por la moléculas de gases (ozono y vapor de agua) y partículas suspendidas en la atmósfera, la radiación solar que logra pasar alcanza llegar a la superficie terrestre oceánica y continental que al final terminan de reflejar o absorbe la radiación solar.

Estudiar y medir la radiación solar que llega al planeta en forma de radiación electromagnética es de mucha importancia porque gracias a esta se da la transferencia de energía en la

atmósfera y tiene muchas aplicaciones posibles en diferentes áreas, una de las mas importante es la meteorología, la cual nos ayuda a estudiar como la radiación solar termina beneficiando o afectando al planeta.

La radiación electromagnética viaja en forma de onda electromagnética, la cual tiene misma velocidad de la luz ( $c = 2.997\,93 \times 10^8$  m) en el vacío y casi la misma velocidad en el aire. El espectro electromagnético esta constituido por la región visible, rayos gamma, rayos X, luz ultravioleta, radiación infrarroja, las microondas, señales de radio de televisión y ondas de radio.

La retina del ojo humano solo puede percibir las ondas electromagnéticas de longitudes de onda mayores a  $0.4\,\mu\text{m}$  y menores de  $0.7\,\mu\text{m}$ , este rango mencionado pertenece a la región de visible del espectro electrogénico. Entre las longitudes de ondas menores a  $0.4\,\mu\text{m}$  se encuentran la radiación ultravioleta, rayos X y rayos gamma, entre las longitudes mayores a  $0.7\,\mu\text{m}$  encontramos la radiación infrarroja, las microondas, señales de radio de televisión y ondas de radio. En la figura 3.1 se muestra el espectro electromagnético completo con nombre de cada región en términos de longitud de onda, frecuencia y número de ondas (Liou, 2002).

Generalmente las ondas electromagnéticas son descritas en términos de la longitud de onda y no con su frecuencia. En la siguiente formula se presenta una relación entre la frecuencia y longitud de onda:

$$\lambda = \frac{c}{\nu} \quad (3.1)$$

## 3.2. Conceptos de dispersión y absorción

La luz u ondas electromagnéticas que llega a nuestros ojos no llega directamente del sol, estas ondas electromagnéticas en su camino se ven afectada por diferentes fuentes que al momento de estar en contacto con ellos estas lo absorben o a su vez dispersan las ondas electromagnéticas, por eso la mayor parte de la luz que llega a nuestros ojos no llega directamente del sol, si no han sido dispersada por diferentes fuentes. Cuando vemos al cielo y las nubes, observamos que tiene un color azul y blanco esto es gracias a la dispersión. Diferentes fenómenos atmosféricos se deben a esta interacción de la luz con diferentes fuentes como tales nubes blancas, cielo azul o naranja, arco iris y halos. Entres estas fuentes que dispersan y absorben las más conocidas con los aerosoles, partículas, vapor de agua, ozono. Por la absorción podemos ver diferentes colores,

	Name of region	Wavelength ( $\mu\text{m}$ )	Frequency (GHz)	Wavenumber ( $\text{cm}^{-1}$ )
	Gamma rays	$10^{-5}$	$3 \times 10^{10}$	$10^9$
	X rays	$10^{-2}$	$3 \times 10^7$	$10^6$
	Ultraviolet	$3 \times 10^{-1}$	$10^6$	$0.33 \times 10^5$
Violet $0.4\mu\text{m}$ Purple Blue Green Yellow Orange Red $0.7\mu\text{m}$	Visible			
	Infrared	1	$3 \times 10^2$	$10^4$
		$10^3$		10
	Microwaves	$10^4$ (1cm)	$3 \times 10^1$	1
	Spacecraft	$10^6$	$3 \times 10^{-1}$	$10^{-2}$
	Television & FM	$10^7$	$3 \times 10^{-2}$	$10^{-3}$
	Shortwave	$10^8$	$3 \times 10^{-3}$	$10^{-4}$
	AM Radio waves	$10^9$	$3 \times 10^{-4}$	$10^{-5}$

Figura 3.1: El espectro electromagnético de longitud de onda ( $\mu\text{m}$ ), frecuencia (GHz) y número de onda en  $\text{cm}^{-1}$  (Liou,2002).

ya que cuando la luz está en contacto con unas fuentes, esta fuente absorbe algunas longitudes de onda y emite las demás, como podemos ver al momento que una manzana está expuesta a la luz, llegamos a observar un color rojo eso se debe a que absorbió todas las longitudes de onda del rango visible a excepción de la longitud de onda del rojo. La dispersión y la absorción son procesos físicos fundamentales que se encuentra asociado la luz y a la materia.

El proceso físico de la dispersión ocurre cuando una onda electromagnética se ve afecta por una partícula que se encuentra en su dirección o camino, esta partícula absorberá la energía electromagnética de las ondas incidentes que llegan de una dirección, esta la redireccionará en direcciones diferentes siendo ondas electromagnéticas dispersadas, por tales motivos las partículas se pueden considera como una fuente puntual.

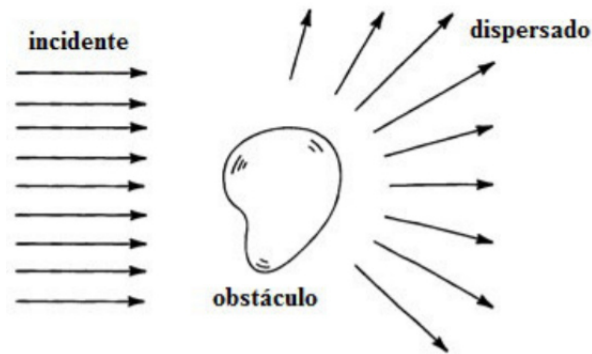


Figura 3.2: Radiación incidente siendo dispersada(scattering) por un obstáculo (Bohren & Huffman, 1983).

Las partículas que se encuentran suspendidas en la atmósfera tienen diferentes tipos de tamaño, tales como los aerosoles de tamaño aproximado a  $1\ \mu\text{m}$ , gotas de agua aproximado a los  $10\ \mu\text{m}$ , cristales de hielo similar a  $1\ \mu\text{m}$ , y grandes gotas de lluvia y partículas de granizo que se encuentran su valores similares a  $1\ \text{cm}$ , este tamaño de la partícula causa un efecto en su dispersión, que tiene como nombre “parámetro de tamaño”.

Como se explico anteriormente las partículas pueden ser consideradas como una fuente puntual y de volumen esférico logrando tener una relación de la circunferencia con la longitud de onda incidente, definiendo al “parámetro de tamaño” como;

$$x = \frac{2\pi a}{\lambda} \quad (3.2)$$

donde  $a$  es el radio de la partícula esférica y  $\lambda$  es la longitud de onda de la radiación incidente.

Cuando el tamaño de las partículas es suficientemente menor a la longitud de onda que es incidente a ella o el parámetro de tamaño mucho menor a 1 ( $x \ll 1$ ), estaremos ante la dispersión de Rayleigh, esto se aplica en la dispersión del rango de longitud de onda de  $0.4\ \text{nm}$  a  $0.7\ \text{nm}$  (luz visible) cuando miramos al cielo y observando un cielo azul. Si el tamaño de las partículas suspendidas en la atmósfera es parecido a la longitud de onda que incide en las partículas o el parámetro de tamaño es mayor igual a 1 ( $x \geq 1$ ), entonces estaríamos ante la dispersión de Mie (Liou, 2002).

En el ejemplo anterior de la manzana, la longitud de onda dispersada en el espectro visible es el rojo y hubo una absorción de las longitudes de onda del color azul y verde, estas longitudes de ondas absorbidas se transformarán en otros tipos de energía, ya no se encontrará como energía del espectro visible.



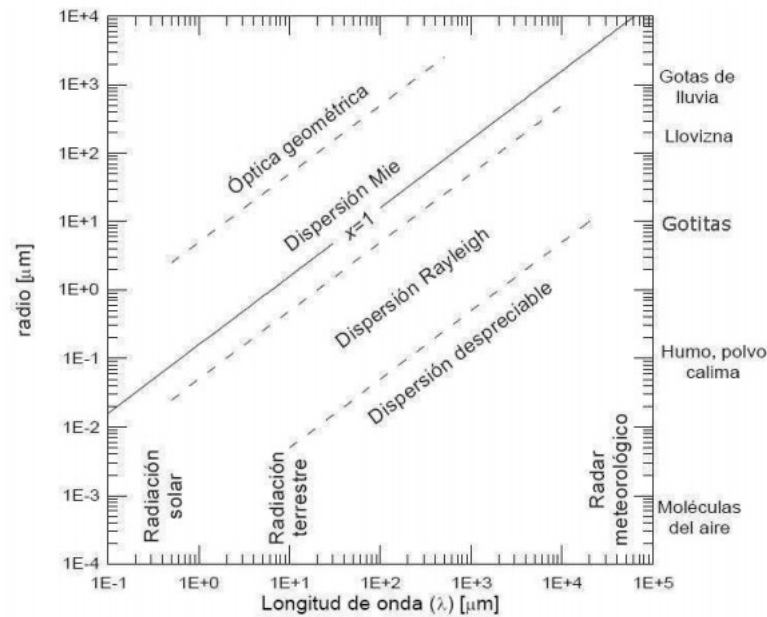


Figura 3.3: Tipos de dispersión(scattering) dependiente de parámetro de tamaño.Tomada de (Vargas, 2009).

### 3.3. Dispersión de Rayleigh

En 1871 John William Strutt (tercer varón de Rayleigh) descubre una ley física de dispersión que logró explicar el color azul del cielo, este fenómeno físico se debe que la longitud de onda del color azul(450-475 nanómetros) se expresa con mayor intensidad dispersada que las demás longitudes del rango visible, a excepción de la longitud de onda del color violeta(380-450 nanómetros) que su intensidad dispersada se aproxima a la de azul, pero gracias a la fisiología del ser humano observamos de color azul el cielo.

Para comenzar debemos considerar una partícula pequeña isotrópica, homogénea y esférica que tendrá un radio muy pequeño a comparación de la longitud de onda de la radiación solar incidente. La radiación solar incidente en la partícula producirá un campo eléctrico que será homogéneo en toda la partícula que denominaremos campo aplicado  $E_0$ . Como la partícula es suficientemente pequeña, el campo aplicado origina que los dipolos se alineen formando una configuración de dipolo sobre él, ocasionando que el campo eléctrico de la partícula modifique el campo aplicado en la periferia y interior de la partícula. El campo total de la partícula estará formado por el campo de la propia partícula más el campo aplicado sobre ella(Liou, 2002).

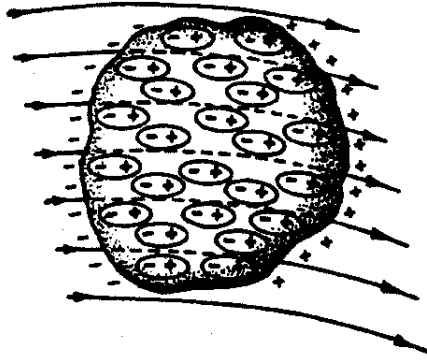


Figura 3.4: Un campo eléctrico homogéneo está siendo aplicado sobre la partícula ocasionando que se formen dipolos en su interior y con este se modificara el campo de la partícula (Liou, 2002).

Además,  $P_0$  es el momento dipolar inducido,

$$\mathbf{P}_0 = \alpha \mathbf{E}_0 \quad (3.3)$$

y  $\alpha$  es la polarizabilidad de una partícula pequeña. En general,  $\alpha$  es un tensor, debido que no pueden alinearse los vectores  $P_0$  y  $E_0$  a lo largo de las tres dimensiones mutuamente perpendiculares. En el caso que los vectores coincidan,  $\alpha$  será un escalar.

Para poder calcular el campo eléctrico dispersado que se encuentra en las regiones lejanas del dipolo necesitaríamos que  $r$  sea la distancia entre el punto de observación y el dipolo,  $c$  es la velocidad de la luz,  $c$  es la velocidad de la luz, en la dirección del punto de observación y el momento dipolar dispersado  $\mathbf{p}$ , entre ambos se encuentra el ángulo  $\gamma$ . Hertz (1889) propone una solución clásica electromagnética, donde tenemos el campo eléctrico dispersado inversamente proporcional a la distancia  $r$  y proporcional al  $\sin(\gamma)$  y a la aceleración del momento dipolar dispersado. Por consiguiente, tenemos

$$\mathbf{E} = \frac{1}{c^2} \frac{1}{r} \frac{\partial^2 \mathbf{p}}{\partial t^2} \sin^2 \gamma. \quad (3.4)$$

En un campo periódico que se mantiene oscilando, tenemos que, el momento dipolar dispersado también será descrito mediante el momento dipolar inducido de la siguiente manera,

$$\mathbf{p} = \mathbf{p}_0 e^{-ik(r-ct)}. \quad (3.5)$$

Combinando las ecuaciones anteriores, obtenemos el campo dispersado

$$\mathbf{E} = -\mathbf{E}_0 \frac{e^{-ik(r-ct)}}{r} k^2 \alpha \sin \gamma. \quad (3.6)$$

El campo eléctrico dispersado puede ser descompuesto arbitrariamente en coordenadas ortogonales, esto se debe que tomamos inicialmente una partícula esférica, entonces obtenemos un campo eléctrico perpendicular  $E_r$  y un campo eléctrico paralelo ( $E_l$ ), y de igual manera se tendría para el campo eléctrico aplicado sobre la partícula, obteniendo componentes como  $E_{0r}$  y  $E_{0l}$ . Tenemos,

$$E_r = -E_{0r} \frac{e^{-ik(r-ct)}}{r} k^2 \alpha \sin \gamma_1 \quad (3.7)$$

$$E_l = -E_{0l} \frac{e^{-ik(r-ct)}}{r} k^2 \alpha \sin \gamma_2 \quad (3.8)$$

$$\gamma_1 = \frac{\pi}{2}, \quad \gamma_2 = \frac{\pi}{2} - \theta. \quad (3.9)$$

$\gamma_1$  siempre tendrá un ángulo de  $90^\circ$ , esto se debe al campo eléctrico es que dispersado en la dirección  $r$ , este sera normal al plano de dispersión que esta definido.

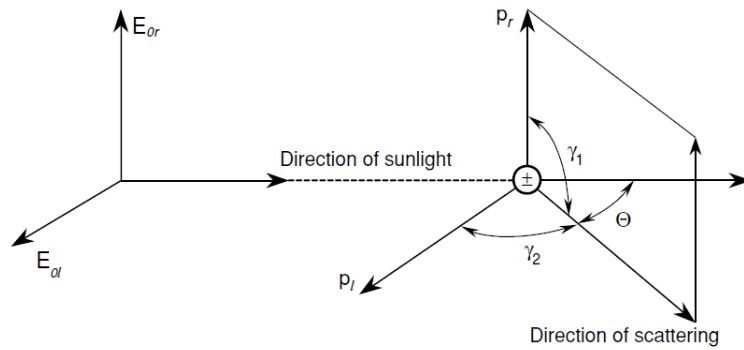


Figura 3.5: Esquema de la dispersión causada por un dipolo (Liou,2002).

Las ecuaciones (3.7) y (3.8) puede ser formuladas en forma de intensidad como

$$I_r = I_{0r} k^4 \frac{\alpha^2}{r^2} \quad (3.10)$$

$$I_l = I_{0l} k^4 \alpha^2 \frac{\cos^2 \Theta}{r^2} \quad (3.11)$$

$I_r$  y  $I_l$  son la intensidad polarizada perpendicular y paralela, estas son componentes al plano de dispersión que contiene las ondas dispersadas y incidentes.

La intensidad total dispersada de la radiación solar no polarizada incidente en la partícula en dirección  $\Theta$ , tiene la forma siguiente:

$$I = I_r + I_l = \left( I_{0r} + I_{0l} \cos^2 \Theta \right) k^4 \frac{\alpha^2}{r^2}. \quad (3.12)$$

En condiciones para luz solar no polarizada,

$$I_{0r} = I_{0l} = \frac{I_0}{2}, \quad (3.13)$$

y notando que  $k = 2\pi/\lambda$ , tenemos

$$I = \frac{I_0}{r} \alpha^2 \left( \frac{2\pi}{\lambda} \right)^4 \frac{1 + \cos^2 \Theta}{2}. \quad (3.14)$$

Esta fórmula fue derivada por el físico John William Strutt, más conocido como Lord Rayleigh, que nos describe la intensidad dispersada por una longitud de onda o radiación solar incidente en una partícula (Liou, 2002).

### 3.4. Scattering de Mie

Para el estudio de la dispersión de Mie o también conocida como dispersión de Lorenz-Mie, se necesita hacer una aproximación respecto a la forma de las partículas, tomando en consideración para el estudio del fenómeno de dispersión unas partículas esféricas, isotrópica y homogénea, lo cual fue dado por Lorenz (1890) y Mie (1908). La dispersión de Mie estudia a las partículas cuyo parámetro de tamaño se encuentra entre uno y cincuenta (puede ser también valores aproximados a uno o a cincuenta), pero si el parámetro de tamaño excede por mucho a 50 entonces estas partículas o aerosoles podrán ser estudiadas por la óptica geométrica. Para este problema de dispersión se requiere solucionar las ecuaciones de Maxwell, entonces este se desarrolla en coordenadas esféricas y se ajusta a las condiciones de contorno, entre las interfaces de separación del medio de dispersión y del medio de propagación de la onda inicial. Por consiguiente, se considera que la partícula con forma de una esfera homogénea (índice de refracción  $n$ ) dispersará una onda plana linealmente polarizada de manera que el medio exterior tiene un índice de refracción igual a 1 (Índice de refracción del vacío = 1). Dadas estas condiciones, en la teoría de dispersión de Mie las partículas tienen la intensidad de

radiación dispersada descompuesta en dos componentes de radiación, una horizontal y la otra perpendicular (N. Rojas, 2014).

$$I_r^s = I_r^l \frac{i_1}{k^2 r^2} \quad (3.15)$$

$$I_l^s = I_l^l \frac{i_2}{k^2 r^2} \quad (3.16)$$

Donde:

$I_r^l$  es la intensidad perpendicular incidente,  $I_l^l$  es la intensidad horizontal incidente,  $r$  es la distancia de la partícula dispersora de la radiación al observador,  $k$  es el número de ondas,  $i_1$  es la función de intensidad perpendicular y  $i_2$  es la funciones de intensidad paralela,

$$i_1(\theta) = |S_1(\theta)|^2 \quad (3.17)$$

$$i_2(\theta) = |S_2(\theta)|^2 \quad (3.18)$$

Esta teoría presenta un problema computacional, el cual reside en el cálculo parámetro de tamaño, funciones de intensidad en función del índice de refracción y el ángulo de dispersión. Dicho cálculo se puede realizar con las funciones de dispersión  $S_1(\theta)$  y  $S_2(\theta)$ , las cuales tienen la siguiente forma

$$S_1(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [a_n \pi_n(\cos \theta) + b_n \tau_n(\cos \theta)] \quad (3.19)$$

$$S_2(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [b_n \pi_n(\cos \theta) + a_n \tau_n(\cos \theta)] \quad (3.20)$$

donde tenemos que  $\pi_n(\cos \theta)$  y  $\tau_n(\cos \theta)$  estarán definidos por los polinomios asociados de Legendre

$$\pi_n(\cos \theta) = \frac{1}{\sin \theta} P_l^n \cos \theta \quad (3.21)$$

$$\tau_n(\cos \theta) = \frac{d}{d\theta} P_l^n \cos \theta \quad (3.22)$$

y también tenemos que  $a_n$  y  $b_n$  que son los coeficientes de dispersión, los cuales fueron obtenidos por las soluciones de las ecuaciones de Maxwell.

Tenemos que la sección eficaz de extinción se encuentra definida como

$$\sigma_e = \frac{4\pi}{k^2} \text{Re}(S(\theta)) \quad (3.23)$$

donde  $\text{Re}(S(\theta))$  es la parte real en la dirección de incidencia de alguna de las dos funciones de dispersión, para el ángulo señalado y cumpliendo con las consideraciones iniciales de la dispersión de Mie.

También tenemos la sección eficaz de dispersión la cual esta definida como

$$\sigma_s = \frac{f}{F_0} = \frac{\pi}{k^2} \int_0^\pi (I_1(\theta) + I_2(\theta)) \sin \theta d\theta \quad (3.24)$$

donde  $f$  es el cociente entre el flujo dispersado y  $F_0$  es la densidad de flujo incidente.

La eficiencia de extinción en una partícula esférica de radio  $r$ , se define:

$$Q_e = \frac{\sigma_e}{\pi r^2} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}(a_n + b_n) \quad (3.25)$$

Donde  $x$  es el parámetro de tamaño anteriormente mencionado y  $\text{Re}(a_n + b_n)$  es la fracción real que apunta a la dirección incidente de  $a_n$  y  $b_n$ . La eficiencia de dispersión, en una partícula con forma esférica de radio  $r$ , se encuentra definida:

$$Q_s = \frac{\sigma_s}{\pi r^2} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2) \quad (3.26)$$

A partir de las magnitudes anteriores podemos calcular para una esfera su eficiencia de absorción ( $Q_a$ ) y la sección eficaz de absorción ( $\sigma_a$ ).

$$Q_a = Q_e - Q_s \quad (3.27)$$

$$\sigma_a = \sigma_e - \sigma_s \quad (3.28)$$

Entre otros parámetros radiativos de interés tenemos el coeficiente de dispersión  $\beta_s$  y el coeficiente de absorción  $\beta_e$ , los cuales están definidos de la siguiente manera

$$\beta_e = \int_{r_1}^{r_2} \sigma_e \frac{dn(r)}{dr} dr \quad (3.29)$$

$$\beta_s = \int_{r_1}^{r_2} \sigma_s \frac{dn(r)}{dr} dr \quad (3.30)$$

donde  $\frac{dn(r)}{dr}$  es la distribución de partículas.

### 3.5. La ecuación de transferencia radiativa

El haz de radiación solar al momento de incidir sobre un medio llega a este con una intensidad  $I_\lambda$ , este medio que posee un espesor  $ds$  y al momento que el haz cruza el medio se obtiene una

intensidad saliente o final  $I_\lambda + dI_\lambda$  (figura 3.6), donde tenemos que

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho_\lambda I_\lambda ds \quad (3.31)$$

donde  $\rho$  es la densidad del material y  $k_\lambda$  es la sección eficaz de extinción para una longitud de onda  $\lambda$ .

La disminución que experimenta la intensidad final se debe, en general, a la dispersión y a la absorción de las diversas partículas que conforman el medio, esto experimenta la radiación solar al momento de entrar a la atmósfera terrestre, que se ve dispersada y absorbida por las partículas suspendidas en la atmósfera.

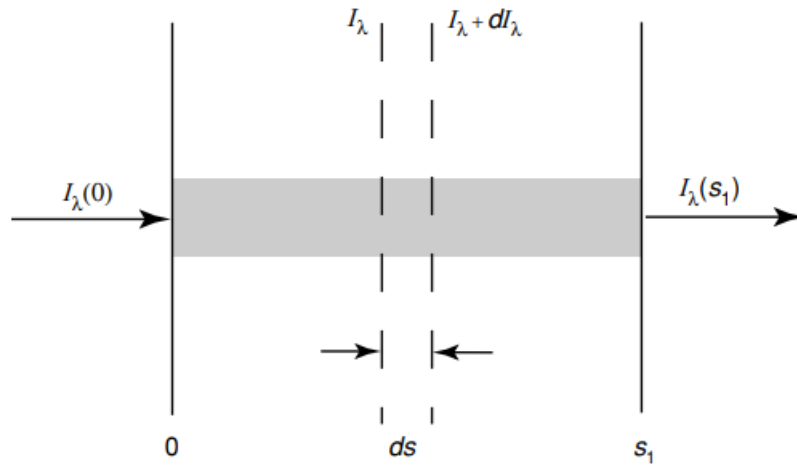


Figura 3.6: Atenuación de la intensidad de radiación incidente en un medio de extinción (Vargas, 2009).

Pero también la intensidad final se puede ver reforzada debido a las dispersiones múltiples y emisión del propio medio. Definimos el coeficiente de la función fuente como  $j_\lambda$ , el cual tendrá el mismo sentido físico que el coeficiente  $k_\lambda$ , entonces tendremos el incremento experimentado por la intensidad, el cual será:

$$dI_\lambda = j_\lambda \rho ds. \quad (3.32)$$

Si combinamos las ecuaciones (3.31) y (3.32), obtenemos:

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho_\lambda I_\lambda + j_\lambda \rho ds. \quad (3.33)$$

Además, incluyendo la función fuente como

$$J_\lambda = \frac{j_\lambda}{k_\lambda} \quad (3.34)$$

de manera que tenga unidades de intensidad radiante, obteniendo finalmente que

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda. \quad (3.35)$$

Esta es la ecuación general de transferencia radiativa (no tiene ningún sistema de coordenadas), que es fundamental para calcular procesos de transferencia radiativa.

### 3.6. Ley de Beer – Bouguer – Lambert

Esta ley nos permitirá poder calcular la atenuación que sufre o experimenta un haz de radiación al momento de atravesar un medio, este medio está conformado comúnmente por diversas partículas, las cuales interaccionan con el haz de radiación incidente.

Si consideramos un haz de luz solar directo, que se encuentra entre los rangos de longitud de onda de 0.2 a 5  $\mu\text{m}$ . Además, si se desprecia la radiación difusa que viene siendo producida por la dispersión múltiple, entonces la ecuación (3.35) tomaría la siguiente forma

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda. \quad (3.36)$$

Sea la intensidad incidente  $I_\lambda(0)$  donde  $S = 0$ . Entonces, para calcular la intensidad emergente a una distancia  $s$  como se muestra en la figura 3.6, se deberá integrar la ecuación (3.36), obteniendo

$$I_\lambda(s_1) = I_\lambda(0) \exp\left(-\int_0^{s_1} k_\lambda \rho ds\right). \quad (3.37)$$

De la ecuación (3.36), podemos llegar a definir la transmisividad monocromática que está definida como

$$T_\lambda = \frac{I_\lambda(s_1)}{I_\lambda(0)} = \exp\left(-\int_0^{s_1} k_\lambda \rho ds\right). \quad (3.38)$$

Y también para un medio no dispersante, la absortividad monocromática está definida como

$$A_\lambda = 1 - T_\lambda = 1 - e^{-k_\lambda u} \quad (3.39)$$

De la ecuación (3.36), tenemos que el espesor óptico monocromático  $\tau$  está definido como

$$\tau = \int_0^{s_1} k_\lambda \rho ds \quad (3.40)$$



El parámetro  $k_\lambda$ , es la contribución de los procesos de absorción y dispersión, que se expresa como,

$$k_\lambda = k_s(\lambda) + k_{\text{abs}}(\lambda) = k_R(\lambda) + k_M(\lambda) + \sum_i k_{\text{abs}}^i(\lambda) \quad (3.41)$$

donde  $k_R(\lambda)$  es la sección eficaz por parte de la dispersión de Rayleigh,  $k_M(\lambda)$  es la sección eficaz por parte de la dispersión de Mie y  $k_{\text{abs}}^i$  es la sección eficaz por parte de la absorción para el compuesto  $i$ . Con estos procesos la integral de la ecuación (3.36) cambiaría a la siguiente forma,

$$\tau = \int_0^{s_1} k_R(\lambda) \rho_R ds + \int_0^{s_1} k_M(\lambda) \rho_M ds + \sum_i \int_0^{s_1} k_{\text{abs}}^i(\lambda) \rho_i ds \quad (3.42)$$

donde  $\rho_R$  y  $\rho_M$  son las densidades de los elementos dispersor y  $\rho_i$  la densidad del elemento absorbente. El espesor óptico de aerosoles se define como,

$$\tau = \int_0^{s_1} k_M(\lambda) \rho_M ds. \quad (3.43)$$

Si el medio donde el haz de luz solar directa cruza es homogéneo, entonces  $k_R$ ,  $k_M$  y  $k_{\text{abs}}^i$  serán independientes de la distancia  $s$ , esto permite que estos parámetros puedan salir de la integral, obteniendo un término en la integral resultante denominada masa óptica del aire. Para expresar esta magnitud adimensional respecto a la distancia vertical del lugar, se denotará a  $z$  para esta distancia vertical y así definiendo la masa óptica relativa  $m$  como

$$\left( \int_0^{s_1} \rho dz \right) m = \int_0^{s_1} \rho ds. \quad (3.44)$$

Finalmente, la ley de Beer-Bouguer-Lamber se puede escribir

$$I_\lambda(s_1) = I_\lambda(0) \exp \left( - \sum_i \tau_\lambda^i m_i \right). \quad (3.45)$$

donde tenemos la sumatoria de  $\tau_\lambda^i$ , siendo esta el espesor óptico normal de dispersión y absorción de cada componente  $i$  en el sitio de medida y  $m_i$  siendo la masa óptica relativa de cada una que la forman.

# Capítulo 4

## Aerosoles

### 4.1. Introducción

Los aerosoles o material particulado, son partículas que están definidos en dos estados de la materia, líquido o sólido, las cuales se localizan suspendidas en un gas de la atmósfera, también a menudo se conoce a estas partículas o aerosoles como material particulado (PM). Los tamaños de los aerosoles atmosféricos son muy variables, sus radios se ubican entre los  $0.001\ \mu\text{m}$  y  $100\ \mu\text{m}$ , entre este rango los aerosoles tienen una distribución del tamaño, la cual está dividida en tres rangos, tenemos

- Los aerosoles de modo grueso, son los que poseen un radio mayor a  $1.0\ \mu\text{m}$  y menor a  $100\ \mu\text{m}$ , hay pocas partículas con su radio, pero pueden presentar una mayor masa y volumen.
- Los aerosoles de modo fino, son los que poseen un radio entre el rango de  $0.1\ \mu\text{m}$  y  $1.0\ \mu\text{m}$ , este posee un mayor tiempo de permanencia en la atmósfera (pueden ser días hasta semanas), estas son las que tienen mayor área superficial y producen un mayor daño a la salud de los seres humanos.
- Los aerosoles de modo muy fino, son los que poseen un radio menor a  $0.1\ \mu\text{m}$  y mayor a  $0.001\ \mu\text{m}$ , estas partículas son las que se presentan en mayor cantidad en la atmósfera.

Es muy importante la investigación y estudio de los aerosoles por diversos motivos, de los cuales, porque tienen un papel fundamental en clima terrestre, por su interacción directa con la

radiación solar e indirecta por las variaciones que producen en las propiedades físicas, químicas y ópticas en las masas suspendidas en la atmósfera(nubes). También porque algunos de estos aerosoles traen repercusiones o puede afectar negativamente sobre la salud del ser humano, esto se debe al tamaño de la partícula suspendida (aerosoles aproximadamente de  $2.5\text{ }\mu\text{m}$  de diámetro o también conocidos como  $\text{PM}_{2.5}$ ) que ingresa a las vías respiratorias, quedándose en los alvéolos y bronquios pulmonares, lo cual en el tiempo traerá problemas respiratorios.

El valor numérico de la masa de aerosoles suspendida en la atmósfera en una unidad de volumen de aire, se encuentra oscilando entre  $1\text{ }\mu\text{g m}^{-3}$  (esta cantidad se evidencio en la troposfera oceánica con aire menos denso y limpio, y los casquetes polares) y  $1000\text{ }\mu\text{g m}^{-3}$  (este valor se observa debido a las tormentas de arena y en el humo o cenizas producidos por los incendios forestales como en Brasil, Bolivia y Perú).

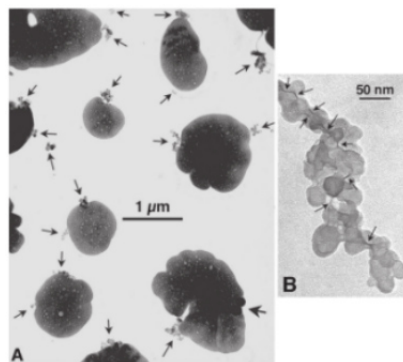


Figura 4.1: Imágenes de material particulado o aerosoles. A) sulfato de amonio, B) agregado de carbón en forma de cadenas de carbón (Jacobson & Jacobson, 2002).

Los aerosoles atmosféricos se forman mediante diferentes causas, teniendo orígenes naturales y antropogénicos. Los aerosoles de origen natural son los provenientes del suelo de regiones áridas y semiáridas, polvo natural, incendios forestales (quema de biomasa), atomizadas marinas, tormentas de arena, partículas de los escombros volcánicos, etc. Los aerosoles de origen antropogénicos son los que provienen por la influencia de los humanos, entre los cuales tenemos los procesos de combustión de las industrias, polvo de carreteras, calefacciones, etc. Estos aerosoles tanto como los de origen natural y antropogénicos son eliminados por la atmósfera mediante diversos procesos como la condensación, sedimentación, coagulación, precipitación, etc. Todo esto nos conlleva a que el tiempo de vida de estas partículas en la atmósfera puedan variar entre semanas, horas o minutos en la troposfera, o en los peores casos incluso años si

las partículas llegan a alcanzar la estratosfera (los aerosoles comúnmente que llegan a esta capa atmosférica se deben al fenómeno de las erupciones volcánicas), esto se produce debido a que las precipitaciones o condensaciones (procesos de eliminación) no se originan en las altas capas de la atmósfera (Rojas, 2014).

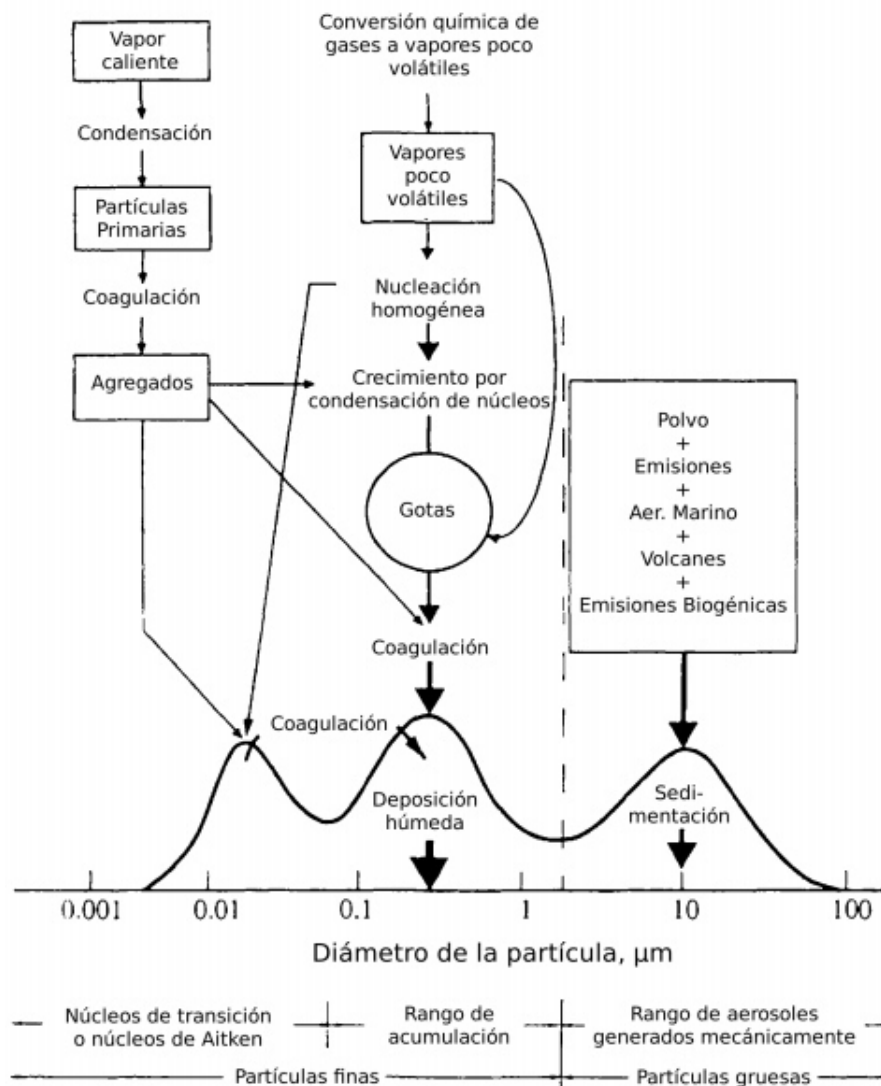


Figura 4.2: Esquema de procesos y distribución de tamaño que afectan a aerosoles atmosféricos. Tomado de Escribano (2012). Original de Whitby y Cantrell (1976).

Como se dijo anteriormente los aerosoles o materiales particulados son muy importante en la atmósfera, ya que interactúan en forma directa (absorbiendo y dispersando la radiación solar por los aerosoles) o indirectamente con la radiación proveniente de la tierra y del sol. La influencia que tiene las partículas suspendidas en la atmósfera con respecto a el balance radiativo

Tierra-Atmósfera tiene el nombre de *forzamiento radiativo de los aerosoles*. Asimismo puede haber un efecto en el sentido contrario con la misma magnitud que el forzamiento radiativo que se debe su causa a los gases del efecto invernadero.

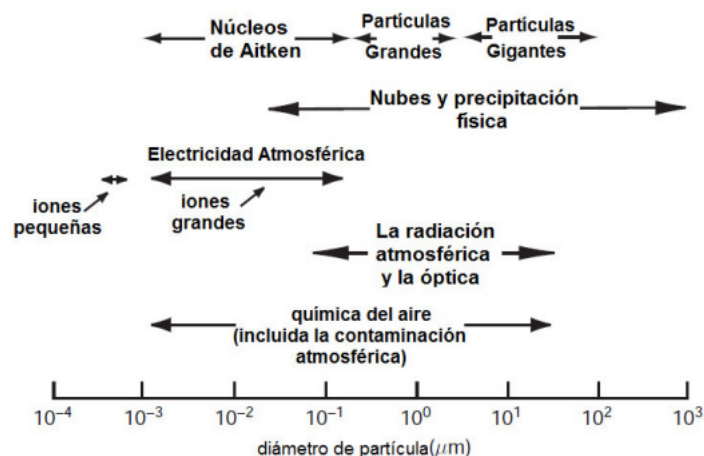


Figura 4.3: Rango del diámetro de partículas atmosféricas y su nivel de importancia (Díaz, 1999).

## 4.2. Fuentes de las partículas suspendidas en la atmósfera

Las partículas suspendidas en la atmósfera o aerosoles atmosféricos, tienen principalmente su origen mediante dos procesos, uno de los cuales son las fuentes de dispersión y desintegración de materiales sólidos, el segundo proceso se debe a la conversión de los gases a partículas, esto tiene origen en la evaporación de las gotas de las nubes y gases condensables.

### 4.2.1. Fuente extraterrestres

Cada año llega a nuestra atmósfera llega material del sistema solar, que al entrar acaban quemándose la mayor parte en la alta atmósfera, pero algunas partículas terminan llegando a la superficie, estas están denominadas micrometeoritos (tamaño menor a 0.5 mm) y incluye diferentes elementos: Cl, Mg, Ni, Na, Mn, Al, Ti, Fe, Co, Si, S, Cr, Ar, K, y Ca. Al menos se promedia que al año ingresan miles de toneladas de materia espacial o cósmica de los que logra alcanzar la tierra.

### 4.2.2. Fuentes marinas

Los aerosoles formados por la fuente marina se originan debido a diversos factores, la principal son las rupturas de las pequeñas burbujas que forma el agua del mar que terminan posteriormente evaporándose en la atmósfera, otro factor es debido a la pulverización de las olas que se origina con las altas velocidades de los vientos. Los aerosoles provenientes de esta fuente es la que posee la mayor cantidad de aerosoles encontrados en la atmósfera. Los iones son su principal componente, entre los cuales tenemos:  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ .

### 4.2.3. Fuente mineral

Los aerosoles provenientes a esta fuente vienen desde los desiertos y de las zonas continentales donde los procesos de erosión degradan y dispersan material particulado. Una de las fuentes minerales más grandes en el mundo es el desierto del Sahara. Comúnmente están compuesto de cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ), calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), arcilla (caolinita, illita e  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ) y cantidades pequeñas de óxidos de hierro y sulfato cálcico.

### 4.2.4. Fuente por conversión de gas a partículas (gtp)

Esta es la segunda fuente con mayor cantidad de partículas suspendidas en la atmósfera, su procedencia viene de las reacciones químicas de diversas sustancias gaseosas. La mayoría de estas proviene de la naturaleza (flora marina y erupciones volcánicas).

### 4.2.5. Fuente volcánica

Como su nombre lo dice estos aerosoles provienen de las erupciones volcánicas el cual inyecta grandes cantidades de aerosoles y gases a la atmósfera. Estos aerosoles a diferencia de los demás, terminan llegando a capas altas de la atmósfera, esto ocasiona que estas partículas tengan un tiempo de vida más largo.

### 4.2.6. Fuente biológica

Los aerosoles de esta fuente derivan de la quema de biomasa o bosques de origen natural, los compuestos orgánicos principales que genera esta fuente son las parafinas y ácidos grasos. También estos aerosoles pueden ser de origen bacteriano, virus o por hongos.

### 4.2.7. Fuente antrópica

En esta fuente se engloban todos los aerosoles o partículas emitidas o provocadas por las actividades humanas. Los aerosoles producidos son tanto de modo grueso como fino. La composición química de estos son muy amplia que puede ser desde carbono de combustión, combustibles fósiles polvo mineral de las carreteras, fundición de metales, etc.

Fuente de aerosoles	Tipo de partícula generada
Extraterrestres	Polvo meteórico
Marina	Sal de mar Biológico (Sulfuro de di-metil) Compuestos orgánicos secundarios
Mineral	Polvo mineral del desierto Polvo mineral no desértico
Conversión gas a partícula (gtp)	Sulfatos Nitratos Orgánicos secundarios
Volcánica	Ceniza volcánica Sulfuros
Biológica	Partículas orgánicas de la quema de vegetación Orgánicos primarios
Antrópica	Sulfuros Nitratos Orgánicos primarios Orgánicos secundarios Ceniza Polvo mineral

Figura 4.4: Tipos de partículas generadas por las diferentes fuentes de aerosoles (Vargas,2009).

### 4.3. Propiedades ópticas de los aerosoles

Las partículas suspendidas en la atmósfera experimentan una variación en sus propiedades química y físicas, ante todo cuando se ubican en el interior de las nubes y mediante diferentes procesos son eliminados, la mayor cantidad de veces relativamente rápido por las precipitaciones. En este tiempo que se encuentran suspendidas las partículas, estas se distribuyen en forma heterogénea en la troposfera, y con una mayor concentración en las zonas de emisión de estas partículas. La radiación solar que llega o impacta contra las partículas puede ser reflejada, transmitida o absorbida, todo esto dependerá de la composición química de la cual está hecha la partícula que tendrá un índice de refracción  $m$ ) o en todo caso a la orientación de las partículas si no son esféricas.

#### 4.3.1. Espesor óptico de los aerosoles

El espesor óptico de aerosoles (AOT)  $\tau_A$ , es una de las propiedades ópticas principales para el estudio de las partículas suspendidas en la atmósfera, ya que gracias a los fotómetros solares en la tierra y los satélites que orbitan el planeta puede ser medido con precisión, es una magnitud adimensional que nos informa como los aerosoles suspendidos en la atmósfera están atenuando la radiación que llega del sol al planeta tierra en cierta longitud de onda.

Para definir el AOT necesitamos comenzar de la Ley de Lambert-Beer-Bouguer (Toledano Olmeda, 2005), la cual fue explicada en la sección 3.6.

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) e^{-\int_0^s k_\lambda \rho ds}. \quad (4.1)$$

Siendo, el espesor óptico total de toda la atmósfera, representado por

$$\int_0^s k_\lambda \rho ds = \int_0^s \left( k_\lambda^{\text{sca},R} \rho^R + k_\lambda^{\text{sca},M} \rho^M + \sum_i k_\lambda^{\text{abs},i} \rho^i \right) ds \quad (4.2)$$

donde  $k_\lambda$  es la suma total de las secciones eficaces ( $k_\lambda^{\text{abs}}$ ,  $k_\lambda^{\text{sca},R}$  y  $k_\lambda^{\text{sca},M}$ ).

Para expresar esta magnitud adimensional respecto a la distancia vertical del lugar, se denotará mediante  $z$  para esta distancia vertical y así definiendo la masa óptica relativa. El AOT normal de una longitud de onda se expresa como  $\tau_\lambda^{\text{sca},M}$ .

$$\int_0^s k_\lambda^{\text{sca},M} \rho^M ds = m \left( \int_0^s k_\lambda^{\text{sca},M} \rho_M dz \right) = m \tau_\lambda^{\text{sca},M} \quad (4.3)$$



donde

$$\int_0^s ds = m \int_0^s dz. \quad (4.4)$$

La masa óptica de aire  $m$ ,

$$m = \left( \cos \theta + 0.15(93.885 - \theta)^{-1.253} \right)^{-1} \quad (4.5)$$

De (4.3) obtenemos el espesor óptico por scattering de Mie, que se expresa de la siguiente manera:

$$\tau_{\lambda}^{\text{sca},M} = \frac{1}{m_M} \int_0^s k_{\lambda}^{\text{sca},M} \rho^M ds. \quad (4.6)$$

La ecuación (4.1) la reescribimos en función de los espesores ópticos de absorción y dispersión normales al lugar de medida

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp \left( - \sum_{i=1}^n \tau_{\lambda}^{\text{abs},i} m_{\text{abs}}^i + \tau_{\lambda}^{\text{sca},R} m_R + \tau_{\lambda}^{\text{sca},M} m_M \right). \quad (4.7)$$

Para poder conseguir el espesor óptico de aerosoles necesitamos saber previamente los valores de los parámetros  $I(\lambda)$ ,  $I_0(\lambda)$ ,  $\tau_{\lambda}^{\text{abs},i}$ ,  $\tau_{\lambda}^{\text{sca},R}$ ,  $m_{\text{abs}}^i$ ,  $m_R$  y  $m_M$ . Teniendo en cuenta todos estos parámetros podremos obtener AOT  $\tau_{\lambda}^{\text{sca},M}$ , restando al espesor óptico total( $\tau$ ) el espesor óptico debido a la dispersión de Rayleigh de las partículas atmosféricas ( $\tau_{\lambda}^{\text{sca},R}$ ) y el espesor óptico debido a las absorciones ( $\tau_{\lambda}^{\text{abs},i}$ ) de las diversas sustancias atmosféricas (ozono, dióxido de carbono, vapor de agua, nitrógeno, helio, oxígeno, etc.)

$$\tau_{\lambda}^{\text{sca},M} = \tau - \tau_{\lambda}^{\text{abs},i} - \tau_{\lambda}^{\text{sca},R} \quad (4.8)$$

El espesor óptico de aerosoles es una variable de suma importancia para el estudio de las propiedades de las partículas atmosféricas, este un señalizador del índice de turbidez del contenido vertical de la atmósfera, también mediante una metodología de algoritmos de inversión con los valores obtenidos por el AOT podemos conseguir la distribución de tamaños de las partículas atmosféricas.

### 4.3.2. Coeficiente de Angstrom

Se usa a fin de poder calificar la dependencia de los aerosoles atmosféricos con el coeficiente de extinción espectral, siendo un parámetro adimensional. A mayor sea el valor, habrá una mayor

dependencia espectral de los aerosoles. Describe una relación entre la sección eficaz de extinción y el coeficiente de extinción,

$$\sigma = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (4.9)$$

donde  $\lambda$  es la longitud de onda ( $\mu\text{m}$ ),  $\alpha$  es el exponente o parámetro de Angstrom (nos proporciona información sobre el tamaño de los aerosoles) y  $\beta$  es el parámetro de turbidez.

El coeficiente de Angstrom puede estar expresado en función del espesor óptico de aerosoles y en la sección eficaz de extinción respectivamente,

$$\alpha_{\lambda_1, \lambda_2} = -\frac{\log(\sigma_{\text{sca}, p, \lambda_1} / \sigma_{\text{sca}, p, \lambda_2})}{\log(\lambda_1 / \lambda_2)} \quad (4.10)$$

$$\alpha_{\lambda_1, \lambda_2} = -\frac{\log(\tau_{\lambda_1} / \tau_{\lambda_2})}{\log(\lambda_1 / \lambda_2)}. \quad (4.11)$$

### 4.3.3. Relación entre los parametros del AOT y el coeficiente de Angstrom

La relación entre estos dos parámetros nos brinda información muy valiosa de los tipos de partículas atmosféricas existentes. En la tabla 4.5 se observa los valores del AOT para  $550 \mu\text{m}$  y el coeficiente de Angstrom en un rango de  $380 - 870 \mu\text{m}$ .

	Tipo de aerosol	$\tau_{550}$	$\alpha$ (380-870 nm)
1	Continental limpio	0.05 – 0.15	0.8 – 1.5
2	Continental promedio	0.1 – 0.3	1 – 1.7
3	Continental contaminado	0.08 – 0.3	1.5 – 2.5
4	Urbanos – Industriales	> 0.25	> 1.2
5	Desértico	> 0.2	< 0.8
6	Oceánico	< 0.15	< 0.3
7	Quema de Biomasa	> 0.2	1.5 – 2.6
8	Antártico	< 0.1	< 0.8

Figura 4.5: Valores del AOT de 550 micrómetros y del coeficiente de Angstrom, para cada tipo de aerosol (Vargas, 2009).

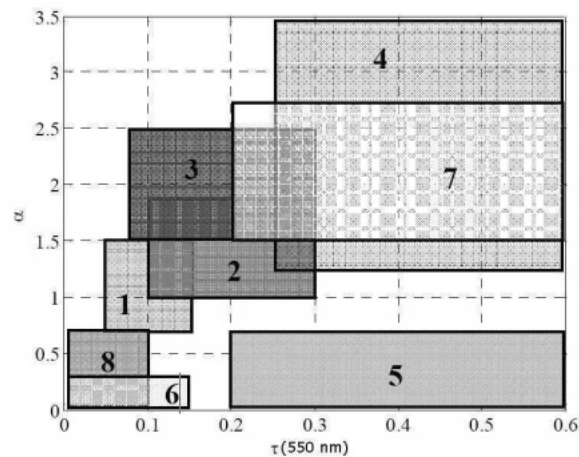


Figura 4.6: Relación entre AOT y el coeficiente de Angstrom de los 8 tipos de aerosoles (Vargas, 2009).

## 4.4. Propiedades físicas de las partículas atmosféricas

### 4.4.1. Distribución global y vertical

Las concentraciones de las partículas observadas en la atmósfera (sin discriminar por su composición química), se encuentran variando entre los  $10^3$  y  $10^5$  partículas/cm<sup>3</sup>. En las áreas de grandes concentraciones como las ciudades su orden puede llegar a  $10^6$  partículas/cm<sup>3</sup>, mientras que en las zonas menos pobladas como en zonas oceánicas o montañas tiene unas cuantas milésimas partículas/cm<sup>3</sup>.

Tipo de localidad	No. de muestras	Concentraciones promedio	Máximos promedio	Mínimos promedio
Gran ciudad	2500	147.000	379.000	49.100
Pequeña ciudad	4700	34.300	114.000	5.900
Ciudad interior	3500	9500	66.500	1.050
Ciudad costera	2700	9500	33.400	1.560
Montaña				
500-1000m	870	6000	36.000	1.390
1000-2000m	1000	2130	9.830	450
2000m	190	950	5.300	160
Islas	480	9200	43.600	460

Figura 4.7: Tabla de diferentes tipos de localizaciones con numero de partículas por centímetro cubico (Díaz,1999).

La distribución vertical de las partículas atmosféricas principalmente depende de su tamaño, en los primeros seis kilómetros se presenta una variación exponencial en el número de partículas/cm<sup>3</sup>. En cambio, en la tropopausa se puede calcular el número de partículas suspendidas por encima de esta, en las medidas obtenidas presentan grandes incertidumbres. En diversos trabajos describen que sobre la tropopausa los radios de las partículas suspendidas son menores a 0.1 mm, lo cual llevaría a decrecer rápidamente los valores de 1 a 10 partículas/cm<sup>3</sup> hasta regiones de 28 – 30 km. Las partículas más pequeñas con tamaños entre 0.1 y 1 mm, decrecen en la troposfera hasta lograr un valor mínimo en el rango de  $10 \times 10^{-3}$  y  $20 \times 10^{-3}$ . Estas partículas que se ubican en la estratosfera baja comienzan a crecer respecto a la altura entre los 15 y 25 kilómetros con concentraciones de partículas que oscilan entre las  $50 \times 10^{-3}$  y  $200 \times 10^{-3}$  partículas/cm<sup>3</sup>.

## Capítulo 5

### Fotometría Solar

Las mediciones o estudios de los aerosoles atmosféricos se hacen por percepción remota lo cual se puede realizar de forma pasiva o activa. En las mediciones de forma activa tenemos a los satélites que se encuentra orbitando en la tierra, los cuales miden el espesor óptico de aerosoles emitiendo una señal en dirección a la superficie de la tierra, parte de la señal termina volviendo al satélite y así este obtiene información de la interacción de la señal emitida con la atmósfera. En las medidas de forma pasiva tenemos a los fotómetros solares ubicados en la superficie de la tierra, los cuales utilizan la radiación del sol que interacciona con los aerosoles suspendidos en la atmósfera para calcular el espesor óptico de aerosoles.

El Perú solo se tiene un único Fotómetro Solar CIMEL CE-318T y pertenece a la red AERONET - NASA, esta ubicado en el Observatorio de Huancayo a cargo del IGP, este instrumento científico utilizan diferentes filtros ópticos y foto-diodos de alta sensibilidad y precisión, el fotómetro tiene ocho filtros ópticos con una banda espectral cada uno(en total tiene ochos bandas espectrales de una longitud de onda de 1640, 1020, 870, 675, 500, 440, 380 y 340 nm), las características y componentes antes mencionados ayudan a que este instrumento pueda hacer sus mediciones de radiación solar incidente(irradiancia solar) y del cielo, las mediciones solares se hacen de forma directa en intervalos de 15 minutos cada medición y así poder obtener el AOT y exponente de Angstrom, el instrumento CIMEL del Perú logro clasificar seis tipos de aerosoles para el territorio, en el cual se detecto que hay mayor cantidad de aerosoles de tipo continental y también se pudo verificar que en septiembre se presencia mayores valores de AOT, seguido de los meses de agosto, octubre y julio(Estevan, 2019), esto confirma diversos

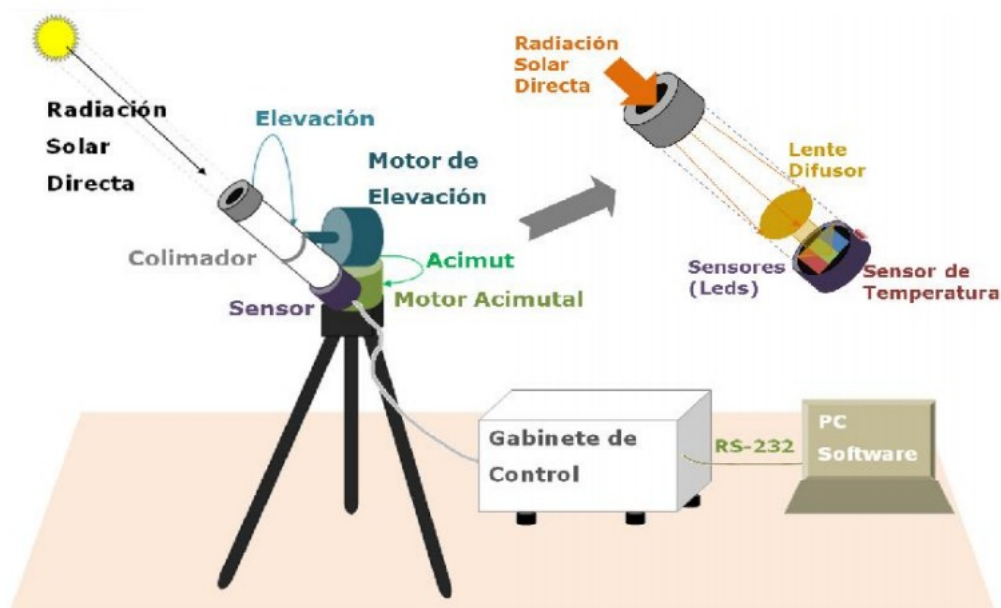


Figura 5.1: Esquema de materiales y componentes electrónicos que se utiliza para un fotómetro solar con medición de radiación solar directa (Papandrea y col., 2015).

estudios que la presencia de aerosoles en estos meses son altos debido al aumento de los incendios forestales (Moya, 2017).

También existen otro tipo de fotómetros solares, de los cuales el mas conocido y utilizado en nuestro el Perú son los fotómetros solares manuales (CALITOO), este fotómetro solar es de bajo costo, pero permite hacer mediciones de buena calidad en tres rangos de longitud de ondas del espectro visible, entre ellos esta el rango del color azul, rojo y verde. Calitoo logra hacer sus medidas de AOT gracias a tres led de color (rojo, verde, azul), también a utiliza amplificador de transimpedancia para amplificar las pequeñas lecturas de voltaje obtenidos por los led, este dispositivo no necesita de filtros ópticos, ya que los rango de las longitud de onda de los led son pequeños.

Un fotómetro solar funciona básicamente con un sensor fotovoltaico que se encuentra expuesto a la radiación solar puede ser directa o no directa (en este caso, se debería hacer las correcciones debidas), que a través de un filtro óptico permite el paso de la radiación emitida por el sol en un rango muy pequeño de la longitud de onda, obteniendo una respuesta del sensor en función de la intensidad de radiación incidente, en el caso que el instrumento mida radiación solar directa, este tendrá un colimador (ayuda a reducir el ángulo solido) y un motor de elevación

que ayudara a seguir al sol, todos los datos recopilados por el instrumento serán enviados a una software para su procesamiento y obtener la información requerida de los aerosoles.

# Capítulo 6

## Conclusiones

En este trabajo se logró recopilar algunos conocimientos necesarios para entender la dispersión de Rayleigh y Mie con la finalidad de entender cómo la radiación solar que llega a nuestro planeta y interacciona con las partículas suspendidas en la atmósfera.

Se explicó brevemente la ecuación de transferencia radiativa por motivo de dar a conocer lo mejor posible la ley de Beer - Bouguer - Lambert, ya que esta viene siendo una de las principales leyes que se utilizan para el estudio de los aerosoles.

Se describió los tipos, orígenes y fuentes de los aerosoles con la finalidad de conocer dónde se produce, de dónde vienen (algunos aerosoles son desplazados por algunas corrientes de aire) y a dónde van, ya que una vez que estos aerosoles se encuentran suspendidos en la atmósfera, es de suma importancia donde se ubican o en qué capas atmosféricas están, ya que esto hará que el tiempo de vida de las partículas varíe notablemente. Los principales parámetros fundamentales para caracterizar los aerosoles atmosféricos son el AOT y el exponente de Angstrom y en segundo lugar, tenemos los algoritmos de inversión.

El estudio de los aerosoles atmosféricos es de suma importancia debido a que estos acaban afectando en la transferencia radiativa del planeta y a la vez la salud de los seres humanos, por tal motivo necesitamos más fotómetros solares ubicados en la superficie del planeta y en especial en el Perú, ya que, por su variedad de ecosistemas, se presentan diversos tipos de aerosoles. Estos fotómetros solares son importantes, por que entre los meses de octubre, setiembre y agosto se presenta en Brasil, Bolivia y Perú un gran aumento de los incendios forestales, conllevando a un gran aumento de partículas de hollín en la atmósfera, que acaban llegando al Perú.



# Capítulo 7

## Recomendaciones

En la redacción de este trabajo se utilizaron diferentes fuentes, por eso, si surge alguna duda o si desean mayor desarrollo de las ecuaciones planteadas, se recomienda ir a las fuentes de referencia.

Si se desea entender cómo los aerosoles interaccionan con la radiación emitida por el sol, se recomienda leer este trabajo de forma ordenada y consulta la bibliografía.

Actualmente en el Perú solo se tiene un fotómetro solar, y tal instrumento no puede medir las diversas zonas del país, por lo que se recomienda la construcción o desarrollo de fotómetros solares de bajo costo con la finalidad de poder monitorear las partículas suspendidas en la atmósfera (principalmente los incendios forestales en los meses señalados anteriormente y así conocer cómo estos aerosoles se van desplazando y ocasionando daños en el Perú).

# Bibliografía

- AERONET. (2020). <https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>
- ARSET-AQ. (2014). Productos de aerosoles (partículas) de la NASA.
- Barbero, A., Wolfram, E. & Sanchez, R. (2017). Fotómetro solar: medición del espesor óptico de los aerosoles atmosféricos-Instalación (CIMEL).
- Bohren, C. F. & Huffman, D. R. (1983). Absorption and scattering by a sphere. *Absorption and scattering of light by small particles*, 4, 82-129.
- Carramiñana, A. (2020). *Transferencia radiativa*. <https://www.inaoep.mx/~alberto/cursos/radiacion/cap2.pdf>
- Cholan, E. (2015). *Estimación del espesor óptico de los aerosoles a partir de los datos Level 1B del sensor MODIS sobre Perú (2004-2005)* (Tesis de maestría). Lima, Perú, Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
- Cortés-Hernández, V. E. & Aparicio, J. (2014). Caracterización de aerosoles por quema de biomasa en el sureste de México. *Tecnología y ciencias del agua*, 5(1), 145-156.
- Díaz, J. (1999). Propiedades radiativas de los aerosoles atmosféricos en la región de canarias. *Universidad de la Laguna, España*.
- Díaz, J. P., Expósito, F. J. & Díaz, A. (1992). Espesor óptico de aerosoles a la longitud de onda de 500 nm desde la estación BAPMoN de Izaña. *Revista de la Academia Canaria de Ciencias*, 4(1), 159-168.
- Escribano, J. J. (2012). *Capa límite, reflectancia y espesor óptico de aerosoles sobre Santiago* (Tesis de maestría). Santiago, Chile, Universidad de Chile.
- Estevan, R., Martínez-Castro, D., Suarez-Salas, L., Moya, A. & Silva, Y. (2019). First two and a half years of aerosol measurements with an AERONET sunphotometer at the Huancayo Observatory, Peru. *Atmospheric Environment: X*, 3, 100037.

- Forrest, M. (2009). LED Sun photometry. *Optics and Photonics News*, 20(9), 32-38.
- Gómez, E. (2006). Guía básica de conceptos de radiometría y fotometría. *Universidad de Sevilla, Sevilla*.
- Hernández, L. A. (2016). *Caracterización de la Contaminación por material particulado en Bogotá mediante fotometría solar* (Tesis de maestría). Bogotá, Colombia, Universidad Nacional de Colombia.
- Instesre. (s.f.). *How to download data from the AERONET database*. [https://www.instesre.org/Aerosols/aeronet\\_files/aeronet.htm](https://www.instesre.org/Aerosols/aeronet_files/aeronet.htm)
- Jacobson, M. Z. & Jacobson, M. Z. (2002). *Atmospheric pollution: history, science, and regulation*. Cambridge University Press.
- Kumar, P., Islam, M. M. & Islam, M. M. (2014). Construction of an inexpensive sun photometer to measure aerosol optical depth and comparisons between the measured data and satellite observations. *American Journal of Remote Sensing*, 2(5), 37-43.
- Liou, K.-N. (2002). *An introduction to atmospheric radiation*. Elsevier.
- MODIS. (2020). <https://modis.gsfc.nasa.gov/>
- Moya, A. S., Arredondo, R. E. & Yuli Posadas, R. Á. (2017). Determinación de la presencia de partículas (PM 10) en Perú producidas por quema de biomasa con ayuda de modelos numéricos. *Revista internacional de contaminación ambiental*, 33(1), 99-108.
- Múnera, M. (2015). *Estudio de espesores ópticos de aerosoles atmosféricos usando radiometría solar resuelta espectralmente* (Tesis de maestría). Medellín, Colombia, Universidad Nacional de Colombia.
- Orozco, D., Alegría, D., Gaona, S., Bastidas, A. E. & Rodríguez, E. (2008). Design and construction of a sunphotometer for atmospheric aerosols optic characterization. *Óptica pura y aplicada*, 41(2), 117-121.
- Papandrea, S., Repetto, C., Junod, G., Vilar, O., Dworniczak, J. & Raponi, M. (2015). Diseño y desarrollo de un fotómetro solar basado en tecnología LED. 26, 65-69.
- Piñas, P. (2015). Espesor óptico de aerosoles generados por quema de biomasa y su influencia en el forzamiento radiativo terrestre. *Apuntes de Ciencia & Sociedad*, 5(2), 2.
- RAMMB. (2020). <http://rammb.cira.colostate.edu/>

- Rojas, J., Vargas, P. & Carrillo, F. (2009). Variabilidad espacial y temporal del espesor óptico de los aerosoles sobre Perú usando imágenes de satélite.
- Rojas, N. (2014). *Estudio de la dinámica del espesor óptico de los aerosoles producido por las fuentes naturales y antropogénicas a partir de las imágenes del sensor modis a bordo del satélite Terra y Aqua sobre América del Sur (2000-2012)*. Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
- Rojas, N. & Rojas, J. (2015). Estudio de la dinámica del espesor óptico de los aerosoles en Perú y América del Sur a partir de las imágenes MODIS de los satélites TERRA y AQUA en el periodo 2000-2013. *Revista de Investigación de Física*, 18(1), 1-20.
- Suárez, L., Castillo, L., Marín, M., Carrillo, G., Rimac, L., Pomalaya, J. & Menacho, R. (2006). Estudio de la variación estacional de ozono troposférico y aerosoles del Perú relacionado a las quemadas de vegetación en la Amazonía. *Mosaico Científico*, 3(3), 36-41.
- Toledano Olmeda, C. (2005). *Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de propiedades ópticas y masas de aire en la estación "El Arenosillo" de la red AERONET* (Tesis doctoral). Valladolid, España, Universidad de Valladolid.
- Vargas, P. (2009). *Variabilidad espacial y temporal del espesor óptico de los aerosoles sobre Perú usando imágenes de satélite*. Lima, Perú, Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
- Velázquez, J. L. (2016). *Estudio de las propiedades fotométricas de sistemas de iluminación de estado sólido en campo cercano y campo lejano*. (Tesis doctoral). Granada, España, Universidad de Granada.